日本海における極気低気圧およびそれに 伴う沿岸平野部豪雪の解析

竹内 衛夫・内山 徳栄

Synoptic Analysis of Polar Lows over the Japan Sea Area and Heavy Snowfalls in the Coastal Plain Regions

by

Morio Takeuchi

Yamagata Local Meteorological Observatory, 990 Japan

Tokuei Uchiyama

Meteorological Research Institute, Tsukuba, Iboruki, 305 Japan

(Received March 30, 1984; Revised Nov. 19, 1984)

Abstract

The results of synoptic analysis are described concerning the two typical examples of winter-time polar lows over the Japan Sea area. That occurred in the period of 24-27th FEB. 1981.

In this report, the following results are obtained.

(1). Non-frontal cyclones of small dimensions are formed in polar air masses over the Japan Sea in winter. They are located on the forward sides of the positive vorticity maxima at 500 mb and accompanied with a spiral or comma-shaped cloud pattern as they mature. They are also associated with the convectively neutral layers through a substantial depth of the troposphere and situated in regions marked by well-developed baroclinity throughout the troposphere in the poleward side of the jet stream. These features show that these cyclones are so-called polar lows.

(2). There are two-kinds of vorticity maxima at 500 mb. One is located in the central regions of cold vortex, and the other in the trough areas. The surface cyclones combined with the cold vortices are also of small dimensions below about 1000 km over the Japan Sea area and can be regarded as polar lows.

(3). The formation of deep layers of convective neutrality is investigated. It is shown by the stability change equation that the convectively neutral layers of the middle troposphere between 700 and 500 mb on the forward areas of the positive vorticity maxima at 500 mb are mainly formed by the horizontal convergence effect, while in the rear areas of these maxima the layers are stabilized by the horizontal divergence effect. The layers below 700 mb are destabilized by low-level heating over the oceans in winter. These two layers combine and form the convectively neutral layers through a considerable depth of the troposphere in front of the upper positive vorticity maxima.

(4). Instability mechanism for the formation of these cyclones are discussed by using of Petterssen's development equation and the distributions of Richardson numbers. It is suggested that the baroclinity effect, including the influence of the vorticity advection in the upper atmosphere on the surface cyclogenesis, and the non-adiabatic effect in the atmosphere of small Richardson numbers below about 10 are the main cause of the formation of the cyclones of small size below about 1000 km.

(5). The heavy snowfalls caused by the convective cloud bands accompanied with these polar lows in the coastal plain regions along the Japan Sea are also investigated. It is shown that the distributions of daily precipitation amounts are interpretable by the distributions of these convective cloud bands.

1. はじめに

主要前線帯の背後の全くの寒気団中に、前線構造の不明瞭な、スケールが1000km程度の小さい低気圧が下層に形成されることがしばしばある。このような低気圧の存在は古くから知られている。全く寒気団の中であって、前線がないか、あるいは前線活動の弱いような低気圧は、例えば、back-bent occlusion cyclone または secondary low などと云われてきた (Brunt, 1952; Huschke, 1959)。最近では英国の気象局の命名で Polar low あるいは Polar trough とよばれることが多い (Met. Office, 1962; Reed, 1979)。ここでは、極気低気圧とよぶことにする。

1967年12月7日～9日に、英国でこの種の低気圧が2個相ついで通過し、海岸地帯に大雪を降らせたために、多くの著者によって注目され、解析、研究された (Harrold and Browning, 1969; Mansfield, 1974, Stevenson, 1968; Duncan, 1977; Rasmussen, 1979; Økland, 1977等)。

近年、気象衛星の雲写真観測から、これらの低気圧あるいは谷が、形が定っていない発達した積雲の団塊—Enhanced Cumulus—あるいはコンマ型等とよばれている対流雲のクラスターを伴っていることが見出され、主に海洋上で、スケールが比較的小さい擾乱にもかかわらず、日々の天気図解析で良く検出されるようになってきた (Anderson et al., 1973; Reed, 1979等)。ここでは、Enhanced Cumulus を発達積雲群とよぶことにする。

極気低気圧の成因については、最初は海面からの加熱による熱的低気圧と考えられてきた (Met. Office, 1962等)。Harrold and Browning (1969) はドップラーレーダーの観測から、対流雲の上昇気流は数十 cm のオーダーのもので、対流活動が弱く、下層では弱い前線帯が存在していたことから、Eady (1949) の傾圧不安定理論で、擾乱のおよぶ層の厚さを薄くして、傾圧層を浅くすれば、この低気圧のような1000 km 程度のスケールの擾乱の発達が説明されると考えた。この観点は

Mansfield (1974) によっても支持された。一方、Rasmussen (1979) および Økland (1977) は、熱帯低気圧同様、対流による凝結の潜熱の放出による第2種条件付不安定機構によって発達する擾乱であると論じている。

Duncan (1977) は、擾乱の及ぶ層が300 mb に届く程、即ち傾圧場の厚さが10数 km に及ぶほど厚いとしても、静的安定度が悪ければ、この低気圧程度の小さい擾乱が傾圧不安定理論で説明されることを示した。Reed (1979) は、太平洋の東部およびアメリカ西岸の極気低気圧を解析して、擾乱の及ぶ高さが高いことを見出し、また明らかに対流圏全体におよぶような深い厚さを持った偏西風帯の傾圧場に位置していることから、Duncan の説を支持している。

この報告では、冬期の日本海上で、全くの寒気団の中で発生しているスケールの小さい低気圧6例を解析して、これらの構造及び発生について調べた結果を述べている。解析を行ったのは次の6例であるが、ここでは、1981年2月24日～27日の2例を中心として記述している。

1976年11月19日、11月28日

1977年2月15日、2月19日

1978年2月16日～17日

1981年2月24日～27日

なお、1976年11月の2例については既に一部報告した (竹内、内山, 1979)。

2. 事例解析

ここでは、1981年2月24日～27日の例をとって記述する。

2.1 総観的記述

2.1.1 上層の状態

500 mb の天気図では、2月中旬から、高圧部がアラスカおよびシベリア中部で北に向って発達し、北緯60度～70度に達していた。上層の偏西風帯における低気圧と高気圧の切離過程が進行していて、2月24日09時には、第1図に見られるよう

Fig. 1 500 mb-maps. 24–27 Feb. 1981
(a) 09 JST 24 th. (b) 21 JST 25 th.
(c) 09 JST 26 th. (d) 21 JST 27 th.

Fig. 2 Surface-maps. 24–27 Feb. 1981
(a) 09 JST 24 th. (b) 21 JST 25 th.
(c) 15 JST 26 th. (d) 03 JST 27 th.

Fig. 3 Ascent curves of humidity, mixing ratio, temperature, potential temperature and equivalent potential temperature.

- (a) 09 JST 25 th Feb. 1981, Akita
- (b) 09 JST 26 th, Wajima
- (c) 21 JST 26 th, Wajima

に、シベリヤ東部に中心を持っている大きな切離低気圧が形成された。この低気圧は複数の中心を持ち、東方へ移動した。その中のひとつの中心は、26日09時には日本海に移動し、27日には衰えてトラフとなり、東方洋上へ移動した。もう1つの中心は26日09時に樺太に達し、27日21時にはオホーツク海に移動した。

2.1.2 下層の状態

500 mb の切離低気圧の東側で、日本海に2個の小低気圧が発生した。3時間毎の極東天気図で見ると、第1番目の低気圧（以後小低気圧1とよぶ）は、24日09時に日本海中部に閉じた形で解析された（第2図a）。雲系については後述するが、衛星写真からは24日09時以前に低気圧が発生していたかどうかの点は、上層雲が覆っていたために確認できなかった。小低気圧1は24日21時には秋田沖、25日21時には津軽海峡付近に進んで（第2図b）、26日15時には消滅した（第2図c）。第2番目の低気圧（同じく小低気圧2とよぶ）は、26日15時に日本海で等圧線が袋状になり（第2図c）、27日03時に日本海中部に低気圧として解析された（第2図d）。以後27日09時には新潟沖に進み、27日15時には消滅して行った。小低気圧2については、衛星写真を見る限りでは、26日15時にはコンマ型かあるいはスパイラル型に近い形の雲系が、能登半島の西方に確認できるので、能登半島の西方に低気圧が存在していたと推測出来る。資料不足で明らかではないが、この低気圧が低気圧2になったと推定される。

2.2 小低気圧の特質

2.2.1 スケール

第2図の地上天気図、および第4図、第5図の雲写真に見られる通り、1000km 程度以下の大きさであり、スケールは小さい。

2.2.2 対流的に中立な層の深さ

第3図の25日09時の秋田、26日09時および21時の輪島の状態曲線に見られるように、小低気圧付近では、地表面から深さ5 km 以上が対流的にほぼ中立な層になっている。冬期の日本海沿岸における対流的にほぼ中立な層の平均的深さが、地表面からおよそ3 km 程度であることからみれば、小低気圧付近ではかなり深くなっていることがわ

Fig. 4 Satellite cloud pictures. (GMS I)
 (a) 09 JST 24 th. Feb. 1981 (VIS)
 (b) 15 JST 24 th. (VIS)
 (c) 18 JST 25 th. (IR)

かる。

2.2.3 雲系

これらの小低気圧に伴う雲は、対流雲であり、冬期にしては発達した積乱雲群を含んでいる。

第4図の衛星写真に見られるように、小低気圧1に伴う雲系は、24日09時には発達した積雲や積乱雲の団塊で、発達積雲群であり、24日15時にはコンマ型になり、25日18時にはスパイラル型が明瞭になっている。

小低気圧2に伴う雲系は、26日03時では発達積雲群であったが(第5図a)、上層の低気圧の1つが26日09時に日本海に移動したのに伴ない、26日15時にはコンマ型かあるいはスパイラル型に近い形で雲系が確認され(第5図b)、27日01時には明瞭なスパイラル型になった(第5図c)。

いずれも発達積雲群からコンマ型に発達して、

最盛期にはスパイラル型になって衰えている。

ここで解析した6例では、上層の寒冷渦と直接結びついている小低気圧は、最盛期にはスパイラル型になっている。上層の弱いトラフに伴っているものは、上記の小低気圧1だけが最盛期にスパイラル型になったが、他の例はコンマ型であった。Reedによれば、極気低気圧は、初期には発達積雲群であり、最盛期にコンマ型を示すことが報告されている。しかしながら、筆者らの解析では極気低気圧でも、最盛期にはスパイラル型になることもあることを示していた。Anderson et al.によれば、上層の寒冷渦に伴う雲系は、スパイラル型で特徴づけられることが記述されており、ここでの解析もこの特徴をよく示していた。

上層の切離低気圧に伴って、地上に気圧の谷や低気圧が生ずることが知られている (Hsieh; 1948, Palmén; 1951等)。一般には、この種の低気圧は対流雲から成る雲系を持ち、前線性低気圧

(a)

(b)

Fig. 5 Satellite cloud pictures. (GMS I)

(a) 03 JST 26 th. Feb. 1981 (IR)

(b) 15 JST 26 th. (VIS)

(c) 01 JST 27 th. (IR)

とは違って、前線的な構造がないかあるいは弱く、極気低気圧とその性質がよく似ているが、最盛期にはスケールが数千 km もあり、かつその雲系の形がよくスパイラル型に組織化されている点が違っている。しかし、冬期の日本海では、この種の低気圧は 1000 km 程度以下とスケールが小さく、また極気低気圧にもスパイラル型の雲系を示すものもあることから、極気低気圧と見なすことができる。

2.2.4 500mb の正渦度極大域との位置関係

24日09時には、小低気圧1は、500 mb のジェット気流の北側の正渦度領域の、弱いトラフにあった正渦度極大の前面に位置していた(第6図a)。小低気圧2は、上層の切離低気圧のひとつの中心にあった正渦度の極大の前面で発生している(第6図b)。この低気圧は、26日21時には、500 mb の低気圧と位置が重なって、雲系はスパ

イラル型になっている。このような状態のときには、上層の切離低気圧を構成している寒気団の南部が占める面積の縮小、および切離低気圧南部の低気圧中心の衰弱にともなわれている(第7図)。この状態は閉塞低気圧の構造に類似している。しかし、これらの低気圧は前線的な構造が明瞭ではないので、前線性低気圧の閉塞現象とは違っている。Palmén や Hsieh の解析によって知られている即時閉塞 (Instant Occlusion) とよばれている現象に類似している。Palmén 等の場合には、南の方に前線波動があって、それも含めて、外見上前線性低気圧の閉塞状態と同じに見える。ここでの例では、そのような南側の前線波動との結びつきが見られていない点では違っている。小低気圧1の場合は、上層の弱いトラフによる正渦度極大域と、地上の低気圧中心が、25日09時にはほぼ同位置に重なって、雲系がスパイラル型になっている。

Fig. 6 The distributions of relative vorticity at 500 mb.

- (a) 09 JST 24 the Feb. 1981
(b) 09 JST 26 th.

上層の正渦度極大の前面で小低気圧は発生し、上層と下層の正渦度極大がほぼ垂直に重なって最盛期を迎えていることが見られる。

2.2.5 その他

以上の他に、次のような特徴が見られた。

- (1) 同一の寒気団内において、低気圧に伴う前線系は明瞭ではない。
- (2) ジェット気流の北側の対流圏内の偏西風帯の深い層にわたる傾圧場の中に存在している（第

Fig. 7 The changes of isotherms of -40°C and -45°C . (21 JST 24 th. — 21 JST 27 th Feb. 1981)

1 図)。

Reed によれば、極気低気圧とは、前線性低気圧と違って、次のような特質を備えた低気圧である。

- (i) 主要前線帯の極側の全く寒気団の中において、前線の構造が見られない。
- (ii) スケールが 1000 km 程度以下と小さい。
- (iii) 対流圏の相当な深さを通じて条件付不安定層である。
- (iv) 対流活動が活発である。
- (v) 冬期の海洋上で最も頻度が多く、低層で海面から顕熱の補給を受けている地域に発生している。
- (vi) ジェット気流の極側の強い低気圧性の水平の風のシアーが著しく、対流圏を通じて傾圧性が存在している領域に存在している。
- (vii) 最盛期には、コンマ型の対流雲群の型をもち、地上の低気圧の中心は、コンマの頭の付根に位置している。

これらの特徴に照合してみれば、これまで記述して来たような 2 つの小低気圧は、極気低気圧であることを示している。最盛期には雲系がスパイラル型になっている点だけが Reed の記述と違っているが、発達過程ではコンマ型を経過しており、また対流雲で構成されている点は同じである。むしろ、“極気低気圧に伴う雲系は、最盛

期には、コンマ型もしくは、スパイラル型になる”と記述した方が妥当であると思われる。

3. 安定度解析

これらの小低気圧の特質である深い対流的に中立な層の形成を調べるために、安定度変化率の分布を調べた。

通常の季節風の吹き出しの場合には、地面からほぼ 3 km 程度の深さの対流的にほぼ中立に近い層が存在しているのに比べて、この場合の小低気

圧近辺では、地面から 5~6 km 程度とかなり厚い層を形成している。衛星写真の雲解析図から、雲頂高度もこの程度の高さに及んでいることが見られる。

3 km 程度までの下層の対流的に中立な層は、主として海面からの加熱によって形成されていると考えられるので、ここでは 3 km 以上の層の安定度の変化率を問題にする。

乾燥断熱変化を仮定すると、安定度の変化率は次式で示される。

Fig. 8 The estimated rate of stability change at 600 and 700 mb. ($\times 10^{-7} \text{ } ^\circ\text{C mb}^{-1} \text{ sec}^{-1}$)

(a) 09 JST 24 th Feb. 1981.

(b) 09 JST 25 th.

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right) = - \frac{\partial}{\partial p} \left(u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) - \frac{\partial \omega}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial p} - \omega \frac{\partial^2 \theta}{\partial p^2} \quad (1)$$

気象庁電計室の6層ファインメッシュプリミティブモデル（以下 6L-FLM とよぶ）の初期解析値を用いて、(1)の右辺の量を600, 700, 800, 900 mb の各面で計算した。このモデルの初期解析値の u , v , ω は、大規模場に対する近似値であり、特に垂直気流 ω は、加熱項を無視した準地衡風近似の ω 方程式の解である。

その結果、

(a) これら2つの小低気圧付近の上層の正渦度極大域の前面では、下層から600 mb 高度まで安定度変化率は正で、 $10^{-6} \text{C}/(\text{mb} \cdot \text{sec})$ のオーダーにもなり、これは12時間当り $0.6^\circ \text{C}/100 \text{m}$ の安定度の悪化に相当する（第8図 a, b）。(1)式のなかで最も卓越していたのは、右辺第2項であり、これは水平発散による項である。安定度の悪化域では、収束場が地表面から600 mb 以上にもおよび、特に対流圏中層の安定度を悪化させていることが見られる（第9図 a, b）。ここに、水平発散は $-\frac{\partial \omega}{\partial p}$ を意味している。

(b) ウラジオストックの状態曲線の図は省略したが、大陸上では、900 mb 付近以下の対流圏下層の安定度は著しく良く、700 mb 程度以下では対流的に安定であった。それが、本邦の日本海沿岸では、第3図の輪島の状態曲線に見られるように、700 mb 程度以下の下層も対流的にほぼ中立な成層に変っている。これは、日本海上での顕熱及び水蒸気の補給によるものであることはよく知られている。上層の正渦度域の前面では、対流圏中層では(a)に述べたように、水平発散効果によって安定度が悪化しており、地表面から500 mb にまでおよぶ対流的にほぼ中立な、安定度が良くない深い層が形成されていることが示されている。

(c) 正渦度極大域の後面では、対流圏中層の700~500 mb の間の層で、安定度変化率は負であって、安定度が良くなっていることがわかる（第8図）。従って、日本海上での対流的にほぼ中立な層の高さは、この領域では、地表面から700 mb 程度以下の層に限られて、低くなっている。上層に寒気団があつて、その領域全体が安定度が悪くなるという説明がよくなされているが、そう

ではないことを示している。

4. 小低気圧の形成

すでに述べたように、ここで解析した小低気圧は、上層の正渦度の極大の前面で、上層に正渦度移流があるような領域で発生、発達している。

地上における渦度変化率を、上層の渦度変化率と関連させて調べるために、次のような層厚の渦度方程式を用いた。この式は、Petterssen (1956) によれば発達式と名付けられているものである。準地衡風近似を用い、地衡風渦度や地衡風には添字 g をつけて示した。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta_{g0}}{\partial t} = & -V_{gu} \cdot \nabla (\zeta_{gu} + f) + f \left(\frac{\partial \omega}{\partial p} \right)_u \\ & + \frac{1}{f} \nabla^2 \int_{p_0}^{p_u} V_g \cdot \nabla \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right) dp \\ & - \frac{1}{f} \nabla^2 \int_{p_0}^{p_u} \frac{\alpha \omega}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} dp \\ & - \frac{1}{f} \nabla^2 \int_{p_0}^{p_u} \frac{R}{C_p P} \frac{dQ}{dt} dp \end{aligned} \quad (2)$$

ここに、添字 0 は地表面の量、 u は 500 mb の量を示している。外部から単位時間に与えられた熱量 $\frac{dQ}{dt}$ は次の式によって評価した。

$$\frac{dQ}{dt} = \frac{C_p T}{\theta} \left(\frac{d\theta}{dt} \right) \quad (3)$$

(2)式および(3)式の右辺の量を同じく12時間の時間間隔の電計室の6L-FLMの初期解析値を用いて、極東領域について計算した。(3)式の右辺の $\frac{d\theta}{dt}$ は、 $\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + V \cdot \nabla \theta + \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right)$ を計算して与えた。 $\frac{\partial \theta}{\partial t}$ は12時間間隔の中央差分で与えた。

(a) 第10図に見られるように、(2)および(3)式の右辺の量から計算した地表面の渦度変化率の分布をみると、正渦度の著しい増大域は、小低気圧の形成域とよく一致している。

(b) (2)式の右辺各項の大きさを調べてみると、小低気圧形成域での正渦度の増大に対しては、第1項の上層の渦度移流項と、第5項の非断熱加熱項の正の寄与が最も大きかった（第11, 12図）。

(c) (2)式の第1項と第3項を合わせると風のシャーが高さと共に方向が変わらない簡単な傾圧大気では、Sutcliffe の発達項、 $-V_g \cdot \nabla (\zeta_g' + 2\zeta_{g0} + f)$ になることが証明される。

Fig. 9 The distributions of horizontal divergence at 600, 700 and 800 mb. ($\times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$)
The date of (a) and (b) are the same as in Fig. 8.

Fig. 10 The distributions of estimated rate of surface vorticity change. ($\times 10^{-9} \text{ sec}^{-2}$)

(a) 09 JST 24 th Feb. 1981.

(b) 09 JST 26 th.

Fig. 11 The distributions of values of vorticity advection term at 500 mb.

The date of (a) and (b) are the same as in Fig. 10.

ここに、 V_{θ}' は 1000 mb と 500 mb の間の地衡風の差であり、 ζ_{θ}' は同じく地衡風渦度の差である。それを入れると(2)式は、

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta_{\theta 0}}{\partial t} &= -V_{\theta} \nabla (\zeta_{\theta}' + 2\zeta_{\theta 0} + f) \\ &\quad - V_{\theta 0} \cdot \nabla (\zeta_{\theta 0} + f) + f \left(\frac{\partial \omega}{\partial p} \right)_u \\ &\quad - \frac{1}{f} \nabla^2 \int_{p_0}^{p_u} \frac{\alpha \omega}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} dp \end{aligned}$$

$$-\frac{1}{f} \nabla^2 \int_{p_0}^{p_u} \frac{R}{C_p P} \frac{dQ}{dt} dp \quad (4)$$

となる。即ち、近似的に上層の渦度移流効果の地表面発達に対する寄与は、Sutcliffe の発達項に含まれている。この項は、順圧気では上層の渦度移流は地表面発達に対しては寄与せず、傾圧性が大きい気では大きな寄与をしていることを示している。この解析では、上層の渦度移流項、従って Sutcliffe の発達項が小低気圧の低気圧形

Fig. 12 The distributions of values of apparent heat source term.

The date of (a) and (b) are the same as in Fig. 10.

成に対して大きな寄与をしていることが見られ、傾圧性が低気圧形成に対して重要であったことを示している。

(d) 次に Richardson 数

$$Ri = -\frac{\alpha}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \left/ \left[\left(\frac{\partial u}{\partial p} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial p} \right)^2 \right] \right. \quad (5)$$

を、同じ 6L-FLM の初期値資料を用いて、各面で計算して、その分布を求めた。第13, 14図に示すように、小低気圧1および2の発生、発達域は、10以下という小さい Richardson 数の地域で

Fig. 13 The distributions of Richardson numbers at 500, 700 and 900 mb. 09 JST 24 th Feb. 1981.

Fig. 14 Same as Fig. 13, but the date is 09 JST 26 th.

あったことが判る。

(e) 極気低気圧はスケールが 1000 km 程度以下と小さいことを解析でも明らかにしてきた。このような小さいスケールの低気圧は、通常の条件では、傾圧不安定理論では期待されない。このようなスケールの不安定波動が存在する条件について § 1. で述べたように 種々な議論が行われて来た。

ここでの解析結果では、

i) Richardson 数が10以下と非常に小さい領域で発生発達していること。
ii) Sutcliffe の発達項の大きい領域、即ち傾圧性の大きい領域で発生、発達していること (第11図)。

iii) 非断熱加熱項 (Apparent heat source term) が大きい領域で発生、発達していること (第12図)。日本海一面や太平洋一面というような海面からの顕熱輸送の大きい領域ということではなく、この項は積雲対流活動の旺盛な領域で大きくなっていることから、積雲対流活動による凝結の潜熱の放出が大きな寄与をしていると推定されること。

が示された。このことは、これらの小低気圧の小さなスケールは、岸保 (1970・a・b) 及び時岡 (1973) の理論一大規模の一般流が傾圧性を持ち、積雲対流活動による凝結の潜熱の放出が大きいとき、Richardson 数が10程度以下と小さい場では、1000 km 程度の小さいスケールの擾乱が不安定になり得ること—によって説明され得ることを示唆している。

即ち、Rasmussen や Økland が議論した第2種条件付不安定効果と、Duncan による深い傾圧場でしかも静的安定度が悪い気層であること、の双方の不安定効果が協同して、1000 km 程度の小さいスケールの低気圧が形成されることを示唆している。

5. 切離低気圧、極気低気圧と平野部豪雪

上層の寒冷渦、即ち上層の切離低気圧が、シベリヤから南下して日本海に入ると、日本海沿岸地方で里雪型或いは平野部豪雪を生ずることはよく知られている (Matsumoto et al., 1965; 福田, 1968・a; 宮沢, 1968等)。これらの寒冷渦は同時に低温の中心を持っており、また正渦度の極大

でもある。従って、日本海の上層の低温と正渦度の極大の存在は、平野部豪雪の予報の指標として広く使われている(倉嶋, 1968)。そのようなときには、地表面では袋型低圧部とよばれている気圧の谷になり、しばしば小低気圧が存在している。福田(1968・b)は、ジェット気流の北側の著しい正渦度領域で、小低気圧が到達したときに平野部豪雪を生ずることを強調している。

しかしながら、これらの小低気圧の性格や構造、さらに平野部豪雪に果たす役割については明

らかではなかった。気象衛星資料が得られるようになってからは、日本海に背の高い積乱雲群がしばしば存在し、時にはコンマ型やスパイラル型等の組織的な雲系に発達することが見られるようになった。

また、大雪をもたらすような発達した積乱雲群に対して、収束雲(岡林・里見, 1971等)あるいはV字型(内田, 1980, 1982), トランスバース雲列(八木・内山, 1980)など種々な雲のシステムに関する解析例が報告されている。植村(1980)

Fig. 15 The distributions of daily precipitation amount.

(a) 25 th. Feb. 1981

(b) 26 th.

(c) 27 th.

Fig. 16 The hourly precipitation amount at Tottori, Tango, Tsuruga, Fukui and Komatsu.

は強い降雪を起したうず状の雲やそれに伴なう小低気圧の発達過程や構造についての解析例を報告している。

また、豪雪時のスケールの小さい諸擾乱の解析や研究が多数行われてきた (Matsumoto et al, 1965; Matsumoto・Ninomiya・Akiyama, 1967・a・b; Miyazawa, 1967; 松本, 1968等)。

ここでは、極気低気圧に伴なう発達した対流雲バンド系と、日本海沿岸における降雪量分布との関連性について、アメダス資料を用いて調べた。

(a) 日雨量分布をみると、第15図aに見られるように、2月25日には、鳥取県から福井県にかけて、20~30 mm という大雪が降っていた。この大雪域は26日に新潟県に移り、27日に秋田県の本荘付近に移動した(第15図b, c)。

(b) 衛星写真(第4, 5図)と比較してみれば、これらの大雪域は、小低気圧2に伴なわれている発達した積乱雲群を含んでいる対流雲バンドによるものであることがわかる。

(c) 上に述べてきたように、平野部豪雪は、極気低気圧に伴なう発達積雲群やコンマ型、あるいはスパイラル型の対流雲バンドが平野部にかかったとき生じていることを示した。このことは、1977年2月15日、1978年2月16~17日の解析例についても見られた。1976年11月28日の例では、最大日雨量 40 mm に達する平野部の時雨が、同様な状態で見られた(竹内・内山, 1979)。

(d) 第16図に同じ日降水量が多い領域に属している鳥取、丹後、敦賀、福井、小松と、第17図には、寺泊、粟島、村上前1時間降水量の時間的経過を示した。小低気圧の移動に伴なって降水域の時間的移動がわかる。地形の影響も考慮しなければならないが、組織化された同一の雲バンドの中にあっても、1時間降水量の時間経過は違っており、1時間降水量分布はさらに細かい対流雲バンド内のスケールの小さい擾乱によって左右されていることがうかがえる。

既に見てきたように、日本海上層の寒冷渦も

Fig. 17 Same as Fig. 16, but at Teradomari, Awashima and Murakami.

しくは正渦度の極大を示すような弱いトラフが存在するときには、日本海に小低気圧が形成される。このような極気低気圧の周辺は、深い対流的に中立な成層状態が存在し、そこには、冬期にしては発達した背の高い積乱雲群があり、これは同時に日雨量の豪雪域になっていたことが示されている。

7. 結 論

日本海における寒気団中の、大きさが 1000 km 程度以下の極気低気圧 6 例について解析を行った結果を、主として 1981 年 2 月 24 日～27 日の 2 例によって記述した。次のような結論が得られている。

(1) 日本海では、冬期、全くの寒気団の中で、500 mb の正渦度極大域の前面に、地表面で非前線性の小低気圧あるいはトラフが形成される。その雲系は主として対流雲で構成されている。この地表面の低気圧あるいはトラフはスケールが小さく、極気低気圧あるいは極気谷とみなせる。この場合の 500 mb 面の正渦度極大域には、500 mb 面の寒気核をもった低気圧あるいは寒冷渦に一致するものと、マイナートラフに一致するものと 2 種類あった。

(2) 極気低気圧のひとつの特徴である、背の高い対流的に中立な層の形成について調べた。乾燥断熱変化の仮定のもとに、安定度変化の式を用いて、主として 700～500 mb の層の安定度の変化を調べた。正渦度極大域の前面では、水平の収束場によって気層が不安定化され、後面では水平の発散場のために、気層が安定化されている。日本海上の寒気団では冬期 700 mb 以下の下層では、海面からの加熱によって対流的に中立な層が形成されているので、正渦度極大の前面では、地表面から 5～6 km 以上に及ぶかなり深い層の対流的に中立な層が形成されていることが示されている。

これらの対流的に中立な層には、冬期としては比較的背の高い、5～6 km 以上の雲頂高度を持っている対流雲が形成され、極気低気圧の特徴として知られている発達積雲群から、最盛期にはコンマ型あるいはスパイラル型の雲系に組織化されている。寒冷渦に伴うものは、従来から知られているように、最盛期にはスパイラル型を示した

が、そうでないものもスパイラル型に発達したものが 1 例あった。

(3) これらの小低気圧の形成を、Petterssen の発達式を用いて調べた。その結果、上層の正渦度極大域の前面の正渦度移流項および非断熱加熱項が、地表面の低気圧の発達に対して、卓越した寄与をしていることが示された。また、これらの小低気圧形成域では、Richardson 数が 10 以下の小さい値を示していた。岸保および時岡の理論によれば、一般場が傾圧性をもち、凝結の潜熱の放出が大きく、Richardson 数が 10 程度と小さい場では、1000 km 程度の大きさの不安定擾乱が存在し得るとされている。ここでの解析結果では、非断熱加熱項が対流活動が大きい部分で大きかったこと、及び、正渦度移流項は傾圧大気で大きいことから、スケールの小さい極気低気圧の形成は、これらの理論で説明されることが示唆されている。

(4) 日本海沿岸地方における平野部豪雪の場合の日降水量の多い領域は、極気低気圧に伴う発達した対流雲バンドに覆われていることが示されている。

謝 辞

本研究に対して貴重な御意見及び議論を戴いた気象研究所予報研究部の方々、また同研究部山崎孝治氏及び本論文のレフリーの方々へ深謝します。

参 考 文 献

- Anderson, R.K., J.P. Ashman, G.R. Farr, E.W. Ferguson, N. Isayeva, V.J. Oliver, F.C. Parmenter, T.P. Popova, R.W. Skidmore, A. H. Smith and N.S. Veltishchev, 1973: The use of satellite pictures in weather analysis and forecasting. W.M.O. Technical Note, No 124. pp. 275.
- Brunt, D., 1939: Physical and dynamical meteorology. 2nd ed. University Press, Cambridge, Eng. pp. 428.
- Duncan, C.N., 1977: A numerical investigation of polar lows. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 103, 255-268.
- Eady, E.T., 1949: Long waves and cyclone waves, Tellus, 1, 33-52.
- Fukuda, K., 1965: Synoptic study on the mechanism of heavy snowfall. Geophys. Mag., 32,

- 317-359.
- Fukuda, K., 1966: A synoptic study on the heavy snowfall in the Japan-Sea coastal area of the Hokuriku District. *J. Met. Soc. Japan, Ser. II*, **44**, 201-208.
- Gambo, K., 1970 a: The characteristic feature of medium-scale disturbances in the atmosphere (I). *J. Met. Soc. Japan, ser. II*, **48**, 163-184.
- Gambo, K., 1970 b: The characteristic feature of medium-scale disturbances in the atmosphere (II). *J. Met. Soc. Japan, ser. II*, **48**, 315-330.
- Harrold, T. W. and K. A. Browning, 1969: The polar low as a baroclinic disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 710-723.
- Hsieh, Yi-Ping, 1949: An investigation of a selected cold vortex over North America. *Journ. of Met.*, **6**, 401-410.
- Huschke, R.E., 1959: Glossary of meteorology. Amer. Met. Soc., Boston, Massachusetts, USA, pp. 638.
- Mansfield, D.A., 1974: Polar lows: The development of baroclinic disturbances in cold air outbreaks. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **100**, 541-554.
- Matsumoto, S., T. Asai, K. Ninomiya, M. Iida and M. Takeuchi, 1965: Behavior of the extraordinary cold vortex over the Far East coastal area observed during the period from 22 January to 24 January, 1963. *J. Met. Soc. Japan*, **43**, 100-115.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967 a: A synoptic and dynamic study on the three dimensional structure of mesoscale disturbances observed in the vicinity of a cold vortex center. *J. Met. Soc. Japan, Ser. II*, **45**, 64-82.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiyama, 1967 b: Cumulus activities in relation to the mesoscale convergence field. *J. Met. Soc. Japan, Ser. II*, **45**, 292-305.
- Økland, H., 1977: On the intensification of small-scale cyclones formed in very cold air masses heated over the ocean. *Inst. Rep. Ser. No.* **26**, Institutt for Geofysikk Universitet i Oslo, pp. 25.
- Palmén, E., 1951: The aerology of extratropical disturbances. *Compendium of Meteorology*, Amer. Met. Soc. Boston, USA, 599-620.
- Petterssen, S., 1956: Weather analysis and forecasting. 2nd ed., Vol. 1, McGraw-Hill. New York, USA, pp. 428.
- Rasmussen, E., 1979: The polar low as an extratropical CISK disturbance. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **105**, 531-549.
- Reed, R.J., 1979: Cyclogenesis in polar air streams. *Month. Wea. Rev.*, **107**, 38-52.
- Stevenson, C.M., 1968: The snowfalls of early December 1967. *Weather*, **23**, 156-162.
- Tokioka, T., 1973: A stability study of medium-scale disturbances with inclusion of convective effects. *J. Met. Soc. Japan, Ser. II*, **51**, 1-10.
- Yagi, S. and T. Uchiyama, 1980: Analysis of large-scale cloud pattern with transverse mode and consideration on mechanism of its formation. Extended abstracts, Tech. Conf. C.A.W. P.A., Guangzhou 15-20, Dec. 1980, 57-60.
- 福田喜代志, 1968 a: 総観場の統計的解析. 気象庁技術報告**66**号, 44-51.
- 福田喜代志, 1968 b: 総観モデル. 気象庁技術報告**66**号, 432-438.
- 倉嶋厚, 1968: 上空寒気と降雪. 気象庁技術報告**66**号, 52-60.
- 松本誠一, 1968: 北陸豪雪の総観モデル. 気象庁技術報告**66**号, 442-449.
- 岡林俊雄, 里見穂, 1971: レーダーと気象衛星による雪雲の研究(I). *天気*, **18**, 573-581.
- 竹内衛夫, 内山徳栄, 1979: しぐれと総観現象との関連についての諸問題. 気象庁技術報告**97**号, 221-238.
- 植村八郎, 1980: 冬期季節風下の日本海沿岸に大雪をもたらすじょう乱の構造と形成について. *天気*, **27**, 33-44.
- 内田英治, 1979: V字型の雲パタンと日本海沿岸の大雪. *天気*, **26**, 287-298.
- 内田英治, 1982: V字型の雲パタンと日本海沿岸の大雪(II). *天気*, **29**, 43-52.

日本海における極気低気圧およびそれに伴う沿岸平野部豪雪の解析

竹内 衛夫*・内山 徳栄

冬期の日本海上の極気低気圧の典型的な例として、1981年2月24日～27日の期間に発生した2つの小低気圧の解析が述べられている。

この報告では、次のような結果が得られている。

- (1) 冬期の日本海上では、全くの寒気団の中でスケールの小さい非前線性の低気圧が形成される。これらの低気圧は、500 mb 面の正渦度極大の東側に位置し、最盛期には対流雲から成っているスパイラルあるいはコンマ型の雲パターンを伴っている。またかなり厚い深さの対流的に中立な層を伴ない、ジェット気流の極側の対流圏全体に及ぶような偏西風帯の傾圧性をもった領域に位置している。これらの特徴は、これらの低気圧がいわゆる極気低気圧であることを示している。
- (2) 500 mb 面の正渦度の極大には2種類ある。1つは寒冷渦の中央部分に位置しており、もうひとつはトラフ領域に位置している。日本海上では上層の寒冷渦に結びついて発生した地表面低気圧もまた約 1000 km 程度以下の小さいスケールであり、極気低気圧とみなされる。
- (3) 対流的に中立な深い層の形成について調べた。安定度変化の式によって、500 mb 面の正渦度極大の前面で、700～500 mb の間の対流圏中層の対流的に中立な層は、主に水平の収束の効果によって形成され、一方これらの後面領域では、対流圏中層が水平の発散の効果によって安定化されることが示されている。700 mb 以下の層は、冬期の海洋上の低層加熱によって不安定化されていると考えられるので、上下の不安定化された層が結合して、上層の正渦度極大の前面で、対流圏の相当な深さを通じての対流的に中立な層を形成している。
- (4) これらの低気圧の形成のための不安定化の機構がベターセンの発達式及びリチャードソン数の分布を用いて議論されている。地表面の低気圧形成に対する上層の渦度移動の影響を含んでいる傾圧性の効果、および10以下の小さいリチャードソン数の大気中での非断熱効果が、約 1000 km 程度以下の小さい低気圧形成の主因であることが示唆されている。
- (5) 日本海沿岸地方の極気低気圧に伴う対流雲バンドに起因する平野部豪雪が調べられている。日降水量分布は、これらの対流雲バンドの分布によって説明され得ることが示されている。

* 現在 山形地方気象台